

Über Witterung und Klima in Abessinien

Hövermann, Jürgen

Veröffentlicht in:
Abhandlungen der Braunschweigischen
Wissenschaftlichen Gesellschaft Band 13, 1961,
S.109-127



Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig

Über Witterung und Klima in Abessinien

Von Jürgen Hövermann

Vorgelegt von Herrn H. Poser

(Eingegangen am 21. 6. 1961)

Summary: On the basis of field research in 1953/54 as well as of results of observations from weather stations and of scientific travel journals the author has developed conceptions concerning the conditions of temperature and precipitation in northern Ethiopia. The winter rainfalls of the western margin of the Red Sea seem to be of stream dynamic origin and only modified by thermodynamics; the summer rainfalls of the Highlands seem to be the result of air mass convergence; the rainfalls of the high mountain regions distributed over the year seem to be of stream dynamic origin and modified by thermodynamics.

Übersicht: Auf Grund von Reiseerfahrungen aus den Jahren 1953/54 und in Auswertung der Stationsbeobachtungen und der Reiseliteratur entwickelt der Verfasser Vorstellungen über die Ursachen der Temperatur und Niederschlagsverhältnisse in Nord-Äthiopien. Hiernach scheinen die Winterniederschläge am Westrand des Roten Meeres strömungsdynamisch erzeugt und nur thermodynamisch modifiziert, die Sommerregen des Hochlands, das Ergebnis von Luftmassenkonvergenzen, die ganzjährigen Niederschläge der Hochgebirgsregionen thermodynamisch erzeugt und strömungsdynamisch modifiziert.

Einleitung

Während einer Forschungsreise im Hochland von Abessinien hatte ich 1953/54 Gelegenheit, die meteorologischen Verhältnisse dieses tropischen Gebietes durch eigene Anschauung kennenzulernen. Obgleich meteorologische Beobachtungen nicht zum Programm dieser Reise gehörten und infolgedessen auch keinerlei instrumentelle Beobachtungen gemacht wurden, führte die Feldarbeit und die Wetterabhängigkeit zwangsläufig dazu, den Witterungsverhältnissen einige Aufmerksamkeit zu widmen. Die auf diese Weise erzielten Beobachtungen gaben mir Veranlassung, Vergleiche zwischen den eigenen Erfahrungen und der Klimatographie Abessiniens anzustellen. Diese Vergleiche wurden später durch das Studium der vorliegenden Stations-Beobachtungen ergänzt. Dabei ergaben sich neue Gesichtspunkte und neue Anschauungen bezüglich der Deutung einiger Grundzüge des äthiopischen Klimas, die im folgenden dargelegt werden sollen.

Die Ausgangstatsachen, soweit sie durch übereinstimmende Beobachtungen aller Reisenden und durch Stationsbeobachtungen gesichert sind, sind folgende:

Während der Monate Oktober bis März empfängt die östliche Randstufe Abessiniens mit dem vorgelagerten Rotmeer-Tiefland bei völliger Trockenheit des angrenzenden Hochlandes Niederschläge von 50—200 mm in Meereshöhe, die sich bis zu Höhen von etwa 1000 m auf mehr als 400 mm steigern. Häufig

schlagen sich Tropfen nur aus den dichten Nebelwolken nieder, die zu dieser Zeit den Hochlandsrand verhüllen; sonst fallen die Niederschläge auch in Gestalt kräftiger Ruckregen räumlich begrenzter Ausdehnung. Diese Ruckregen sind mit starken elektrischen Entladungen gekoppelt. In jedem Falle liegt die Untergrenze der Nebel- oder Wolkenbildung in 900–1000 m Höhe; aufgetürmte Wolkenköpfe, die 2500–3000 m Höhe erreichen, breiten sich stratusartig aus, so daß eine scharfe Obergrenze in zeitlich und örtlich wechselnder Lage, jedenfalls aber zwischen 2500 m und 3000 m, zustande kommt. Die Strömung der Luft innerhalb der Nebel- bzw. Wolkendecke ist schwach und maßgeblich durch die Orographie bestimmt. Je nach der örtlichen Lage quellen die Nebelmassen über Senken und Pässe nach Süden, Norden oder Westen; weniger eindrucksvoll, aber deutlich erkennbar ist die Ausbreitung der Wolkendecke auch nach Osten, so daß es gelegentlich noch über Massaua zu einer geschlossenen Wolkendecke kommt. Erst oberhalb der Nebelbildungen stellt sich eine scharfe E- bis ENE-Strömung ein. Sie reißt am östlichen Hochlandsrande einzelne Nebelfetzen mit sich und radiert auch hochaufgequollene Cumuli plateauförmig ab. Abgerissene Nebelfetzen und Wolkenköpfe lösen sich jedoch rasch auf, teilweise schon vor Erreichen des eigentlichen Hochlandsrandes.

Umgekehrt empfängt das abessinische Hochland in den Monaten Mai bis Oktober Sommerniederschläge in Höhe von 500–1000 mm; die Niederschlagsmenge nimmt mit der Höhe und nach Süden hin zu, ähnlich verlängert sich die Niederschlagsperiode von 4 auf 6 Monate. Gleichzeitig sinken die Temperaturen im Hochlande im Monatsmittel bis an oder unter die Wintertemperaturen ab, so daß der eigentliche Sommer in Abessinien als „Winter“ bezeichnet wird. Nur im Norden des Landes fällt der Regen vornehmlich während örtlicher Gewitter aus Quellwolken. Im Süden herrschen tagelang ausdauernde Wolkendecken vor, aus denen Niesel- oder Landregen herniedergeht. Die Gewitter sind nur im Norden an die Nachmittagsstunden gebunden. Im Süden treten sie zu allen Tageszeiten auf. Mit zunehmender Höhe nimmt auch im Norden des Landes der Anteil gewittriger Niederschläge zugunsten von ausdauernden Landregen oder ungewittrigen Regenschauern aus geschlossenen Wolkendecken ab. Generelle Windrichtungen sind zu dieser Zeit im Hochland kaum vorhanden. Es herrschen im Nordteil zwar westliche Winde vor, die Niederschläge fallen aber entweder bei Windstille oder bei relativ kurzfristigen Ostwind-Perioden. In den ausgesprochenen Gebirgsgegenden scheinen die Windrichtungen überhaupt mehr durch das Relief als generell bedingt zu sein. Auf den Hochflächen im Süden des Landes dagegen herrschen eindeutig Winde aus ENE.

In den hohen Gebirgsstöcken, die sich um maximal 2500 m über die eigentlichen etwa 2000 m hoch gelegenen Hochländer erheben, gibt es keine eigentliche Trockenzeit. In allen Monaten fallen mehr oder minder ausgiebige Niederschläge, in der Höhenstufe über 4000 m häufig als Schnee. Die Sommermonate Mai bis Oktober bringen allerdings die bedeutendsten Schnee- und Regenfälle, so daß eine Regenzeit auch hier erkennbar ist. Auf freien Hochflächen und Gipfeln herrschen in dieser Zone ganzjährig ziemlich scharfe Winde aus östlichen Richtungen, soweit nicht örtliche orographisch bedingte Abwandlungen auftreten.

Allgemein erscheinen Bewölkung und Niederschlag als dominierende Klimafaktoren; durch sie werden die thermischen Verhältnisse maßgeblich bestimmt. Das Verständnis des Klimacharakters — und damit mittelbar auch des vom Klima entscheidend beeinflussten Landschaftscharakters — Abessiniens ist also ohne richtige Erkenntnis und Deutung der Luftmassen und ihrer Strömung nicht möglich, denn da die thermischen Verhältnisse Folge der Niederschlagsverhältnisse sind und also nicht zugleich deren Ursache sein können, muß die Bewegung unterschiedlich beschaffener Luftmassen als bewirkender Faktor angesehen werden.

Die Winterregen am Ostrande des Hochlandes von Äthiopien

Als „Ein großartiges System tageszeitlicher Gebirgswinde“ sind die Wind- und Niederschlagsverhältnisse am Rande des äthiopischen Hochlandes gegen den Rotmeer-Graben durch *C. Troll* (1952, S. 167) [12] gedeutet worden, nachdem der normale Wetterverlauf schon früher durch *C. Wien* (1935) [13] geschildert worden war. Das überhitzte Hochland saugt nach dieser Auffassung Luftmassen aus dem Rotmeer-Graben an; infolge des Aufsteigens dieser Luftmassen an der großen Randstufe kommt es zur Kondensation mit Nebel- bis Regenbildung; nach dem Erreichen des Hochlandes werden die Nebel und Wolken infolge der stärkeren Erwärmung zerteilt. Kurz vorher hatte *K. Schneider-Carius* (1948, S. 310) [11] die Nebel- und Wolkenbildungen an den westlichen Randgebirgen des Roten Meeres ganz allgemein als Wolken gedeutet, die sich gewöhnlich im oberen Teil der atmosphärischen Grundsicht ausbilden. Er sieht diese Grundsicht als Bestandteil des NE-Monsuns an; aus dessen stabiler Schichtung und der weiten Verbreitung einer Sperrschicht in etwa 2000 m Höhe erkläre sich zwanglos die beobachtete Wolkenform; nur die örtliche Verstärkung dieser Wolkenbildung etwa bei Erkowit (*Troll* 1935) [12] sei Ausdruck lokaler Effekte in einer in der Großzirkulation begründeten Zone winterlicher Nebel am Westrande des Roten Meeres. Im Gegensatz hierzu vertritt *Schick* (1953, S. 173) [10] auf Grund der Darstellungen von *Köppen* (1923) die Ansicht, daß der NE-Monsun bereits im Golf von Aden sein Ende erreicht und in 16–18° nördl. Breite durch NW-Winde abgelöst wird.

Das Vorhandensein einer Sperrschicht in 2000–3000 m Höhe ergibt sich zwingend aus den Wetterbeobachtungen. Immer wieder kann man beobachten, wie sich ungefähr in dieser Höhe die mächtig aufsteigenden Wolkentürme abflachen und stratusartig ausbreiten, bis schließlich der Himmel über dem Küstenstreifen von Massaua völlig oder fast völlig bedeckt ist. Überdies läßt sich die Existenz dieser Sperrschicht an Hand der Stationsbeobachtungen im Rotmeer-Graben und auf dem angrenzenden Hochlande exakt belegen (vgl. Abb. 1). Die Inversion zwischen der Luft des Rotmeer-Grabens und dem Hochlande beträgt im Mittel des Monats Dezember zwischen Ghinda (962 m, 20,7°) und Cheren (1460 m, 21,7°) 1°; sie verschärft sich im Zuge der täglichen Erwärmung des Hochlandes bis auf 5,7° im Mittel der täglichen Extreme des Dezember.

Natürlich liegt die Sperrschicht höher, als sie der Stationsvergleich erscheinen läßt, denn Cheren befindet sich jenseits der Randstufe in einem tief eingeschnittenen Tal. Andererseits fehlt an der Stufe selbst eine hinreichend

hochgelegene Station, so daß ein unmittelbarer Vergleich zwischen den Verhältnissen im Rotmeergraben und auf den Hochflächen nicht möglich ist. Doch zeigt die Beobachtung, daß selbst in den späten Abendstunden und in der Nacht, wenn das Hochland sich rasch abkühlt und die Inversion dementsprechend abgeschwächt wird, die Luftmassen des Grabens kühler und schwerer sind, als die Luft im Hochlandsbereich. Um diese Zeit fließen nämlich lange Nebelzungen, die die verhältnismäßig niedrige Paßregion bei Decamerè überschritten haben, der Geländeneigung folgend träge in die Senke des oberen Mareb ab. Ein deutlicher Temperaturunterschied zwischen diesen nebelfeuchten Luftmassen und der Hochlandsluft ist auch zur Nachtzeit noch unmittelbar spürbar.

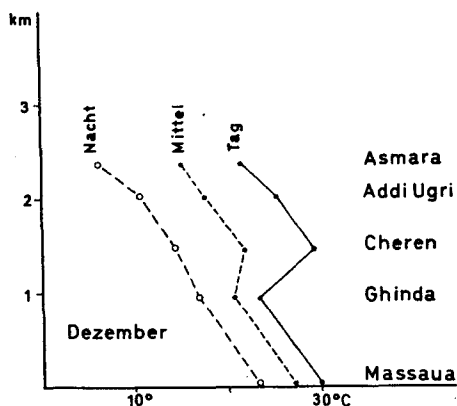
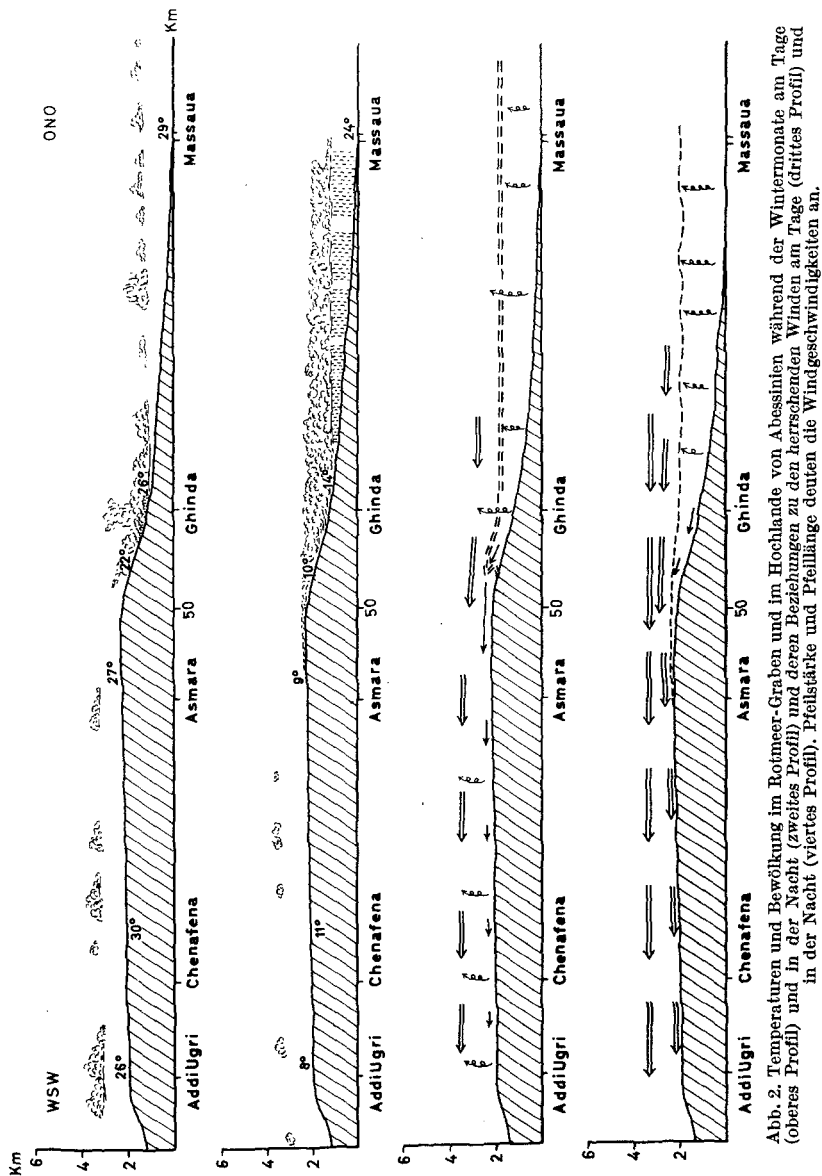


Abb. 1. Temperaturen im Hochland von Abessinien und im Rotmeer-Graben

Aus dem Stationsvergleich und den Beobachtungstatsachen ergibt sich nicht nur die Existenz einer Sperschicht oberhalb der Wolkendecken im Rotmeer-Graben, sondern auch eine grundsätzliche Verschiedenheit zwischen der Luft im Hochlande und der Luftmasse im Rotmeer-Graben, auch da, wo beide Luftmassen in gleicher absoluter Höhe liegen. Die große äthiopische Randstufe scheidet in der Vertikalen ebenso scharf zwischen den Luftkörpern des Roten Meeres und des Hochlandes von Äthiopien, wie die Sperschicht in der Horizontalen. Daß die Luftmassen im Hochlandsbereich mit den Luftmassen oberhalb der Sperschicht identisch sind, ergibt sich schon aus den stetig aus östlicher Richtung wehenden, teilweise heftigen Winden, die nicht nur die Feldbeobachtung, sondern auch das Stationsnetz einwandfrei erkennen läßt.

Die Profile Abb. 2 zeigen die Situation so, wie sie sich mir im Dezember 1953 und Januar 1954 im Bereich zwischen Addi Ugri und Massaua, d. h. in einem etwa ENE-WSW-verlaufenden Profil, darstellte. Da die Beobachtungen mit denen aller früheren Reisenden übereinstimmen, können sie wohl zu einem typischen Wetterprofil ausgewertet werden. Das Profil läßt erkennen, daß die Wolkenzone der Grundsicht im Sinne von *Schneider-Carius* kaum bzw. fast unmerklich gegen den Hochlandsrand wandert. Sie stellt tatsächlich eine normale Kondensationszone dar, die ihre Fortsetzung zeitweilig noch über dem



Roten Meer selbst findet. Bei feucht-labiler Schichtung kommt es, 1953/54 mehrere Male innerhalb von 3 Wochen, in der Küstenebene zu gewaltigen Gewittergüssen. Selbst unter solchen Bedingungen bleibt die Sperrschicht bestehen, und während im Grabengebiet die Blitze zucken, steht man am Grabenrande auf der Hochfläche unter sternklarem Himmel, der nur zeitweilig durch wogende Nebelschwaden verdeckt wird.

Beginnend mit dem Sinken der Sonne und im Laufe der Nacht verstärkt sich der Wind aus E- bis ENE-Richtung; von den bastionsartig gegen den

Graben vorgeschobenen Teilen des Hochlandes aus kann man sehen, wie dieser Wind über die Wolkendecke hinwegstreicht. Zeit- und stellenweise reißt er dabei Wolkenköpfe und, am Hochlandsrande, Nebelfetzen mit sich und schiebt oberste Teile der Nebeldecke in breiteren Senkenzonen, insbesondere in der Umgebung von Decamerè, über den Hochlandsrand hinweg. Es ist wesentlich festzustellen, daß dieser Wind zwar ganztäglich vorhanden ist, am Tage aber vornehmlich in größeren Höhen (knapp unterhalb 3000 m) spürbar wird, während er sich abends bis zum Boden hin durchsetzt. Ein abendlicher Abstieg von höheren isolierten Gipfeln kann geradezu zum Wettlauf mit dem ebenfalls absteigenden Winde werden, indem man bei schnellem Abstieg aus der Ostwindzone in eine ziemlich windstille Zone hineinkommt und schon bei kürzerem Aufenthalt vom absteigenden Ostwinde wieder eingeholt wird.

Zu der Zeit also, zu der die Erwärmung des Hochlandes am größten ist und die Aspiration dementsprechend am stärksten sein sollte, ist die Windgeschwindigkeit am kleinsten; mit der nächtlichen Auskühlung des Hochlandes verstärkt sich der Ostwind, und nun erst werden, bei topographischer Begünstigung, nennenswerte Teile der Nebeldecke auf das Hochland hinauf- bzw. in den Hochlandsbereich hineingeschoben. Auch ohne zusätzliche Anheizung kommt es beim Absinken dieser Luftmassen zur Auflösung des Nebels.

Die Beobachtung des Wolkenzuges über dem Hochflächenbereich — es kommt hier in einem etwa 2000 m höheren Stockwerk zu den gleichen Wolkenbildungen wie im Rotmeer-Graben — läßt erkennen, daß ganztäglich eine Ostströmung über das Hochland hinwegstreicht, die die Wolken in schätzungsweise 3300—3800 m Höhe mit 30—40 km/h nach Westen versetzt. Etwa die gleichen Windgeschwindigkeiten werden tagsüber um die einzelnen Hochgipfel herum, nachts auch in 2000—2400 m Höhe bemerkbar; an exponierten Stellen treten dann Windgeschwindigkeiten bis zu 60 km/h auf. Der tageszeitliche Rhythmus der Erwärmung und Abkühlung des Hochlandes kann also jedenfalls nicht die Ursache dieser Luftströmung sein, da sie bei stärkster Erwärmung am schwächsten, bei schwächster Erwärmung am stärksten ist. Ebenso wenig wird aber auch die Luft des Rotmeer-Grabens vom Hochlandsbereich angesogen. Die über die Wolkendecke hinwegstreichende Strömung schiebt vielmehr, soweit sie nicht überhaupt Teile ganz mitreißt, die obersten Teile der Nebeldecke in das Hochland hinein, und zwar in um so stärkerem Maße, je kühler das Hochland ist und je schwächer damit die Sperrschicht in Erscheinung tritt.

Offensichtlich werden also die Luftmassen und Winde in der Senke des Roten Meeres (Abb. 3) in Höhen von 2—3000 m von einem anderen, streng östlichen Windsystem überlagert. Dieser „Urpasat“ (Flohn 1950) [3] liegt dem äthiopischen Hochlande unmittelbar auf. Die grundsätzliche Verschiedenheit zwischen den von NW bzw. SE mit monsonalen Strömungen herangeführten Luftmassen gegenüber der Hochlandsluft wird so ohne weiteres verständlich. Weniger einfach ist die Erklärung, wie es unter diesen Umständen zu den relativ reichhaltigen Niederschlägen am Ostrande der Hochflächen kommt und wie die offenbar doch gleichzeitigen und gleichartigen Nebel- und Wolkenbildungen am Westrande der Hochflächen von Asir und Jemen erklärt werden können.

Zweifellos spielt bei der Labilisierung der Luftmassen und der Erzeugung von Gewitter-Niederschlägen die starke Erhitzung des Küstenstreifens und der angrenzenden Randstufen-Fußregionen eine wesentliche Rolle. Doch vermag diese Erkenntnis die verstärkte Nebelbildung an den Berghängen als regelmäßige Wettererscheinung nicht zu erklären. Die wesentlichste Ursache der eigentümlichen Verhältnisse in der Grenzzone zwischen Hochländern und Rotmeer-Graben scheint vielmehr die besondere Reliefgestaltung im Zusammenwirken mit der Ostströmung zu sein; unter Zugrundelegung allgemeiner

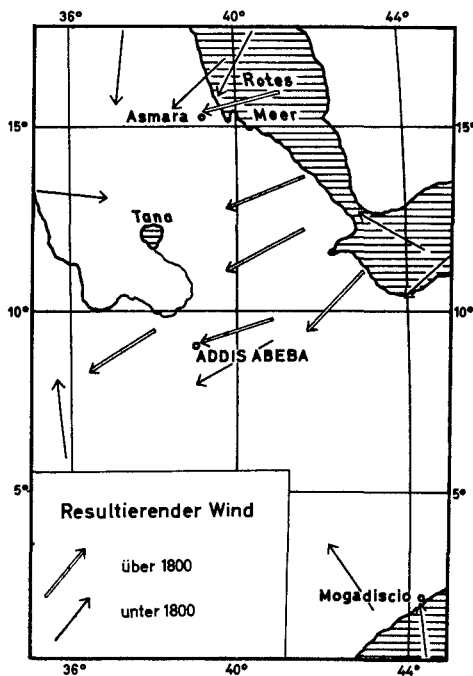


Abb. 3. Die Strömung der Luft über Äthiopien in den Wintermonaten XII, I, II (nach Fanoli)

Strömungs-Gesetze kann man die nachfolgende Hypothese aufstellen, die allen bisher vorliegenden Beobachtungen gerecht zu werden scheint:

Am Westrande des Hochlandes von Jemen und Asir hebt sich der „Urpasat“ infolge des steilen Absturzes der Landmassen vom Boden ab und überfließt die von schwererer Luft erfüllte Senke des Roten Meeres, bis er auf dem äthiopischen Gegenflügel wieder unmittelbar der Erdoberfläche aufliegt. Es wäre denkbar, daß die Strömung in der Grabenachse geringfügig absinkt. Vor dem äthiopischen Hochland steigt sie mindestens stellenweise wieder an. Infolge der Reliefverhältnisse kommt es am westlichen Rand Arabiens wie am Ostrande Äthiopiens zu einer Verdichtung der Stromlinien des „Urpasats“ und damit zu einer erhöhten Strömungsgeschwindigkeit. Dadurch wird ein Sog auf die unterlagernden Luftmassen ausgeübt, die Rotmeer-Luft im jeweiligen Randstufen-Bereich angehoben und Anlaß zu verstärkter Wolkenbildung gegeben.

Am Ostrande Äthiopiens wird dieser Sog weiter verstärkt dadurch, daß der Urpassat Teile der unterlagernden Luftmasse in der Kontaktzone mitreißt. Die winterliche NW-Strömung des nördlichen wie die SE-Strömung des südlichen Roten Meeres stellen Kompensations-Strömungen dar, durch die die mit dem Urpassat abgeführten Luftmassen ergänzt werden. Ein Vergleich dieser Ableitung mit den Darlegungen von *Schneider-Carius* (1935) [11] und *Troll* (1952) [12] läßt erkennen, daß fast alle Teile des Befundes in den früheren Beobachtungen bereits enthalten sind. Insbesondere gibt die Abb. 12a bei *Troll* (1952, S. 168) [12] die Windverhältnisse im Rotmeer-Graben und im äthiopischen Hochland absolut zutreffend wieder; in gleicher Weise entspricht die Skizze Abb. 13 vollkommen den Verhältnissen an der Obergrenze der Rotmeer-Luftmasse gegen den Urpassat. Eine befriedigende Deutung aller beobachteten Phänomene ist allerdings erst durch die Erkenntnis möglich geworden, daß die Ostströmung des Hochlandes von Abessinien nicht thermisch durch das Hochland selbst erzeugt und nicht aus den Luftmassen des Roten Meeres gespeist, sondern nur schwach von beiden modifiziert wird. Letztlich erscheinen die Winde am Hochlandsrande wie die Winterniederschläge und Nebelbildungen nach wie vor als reliefbürtig, doch sind sie nicht thermodynamisch erzeugt, sondern nur thermodynamisch modifizierte Folgeerscheinungen allgemeiner Strömungsverhältnisse, wie es auch schon *Schneider-Carius* (1950) [11] betont hatte.

Die Sommerregen des Hochlandes von Äthiopien

Die Sommerregenfälle des äthiopischen Hochlandes sind bisher als Zenithal-Regen (*Hann* 1909) [4] oder als Monsunregen (*Sander* 1929) [9] gedeutet worden, ohne daß eine von beiden Erklärungen voll befriedigend den Beobachtungstat-sachen gerecht wird (*Rathjens* 1911) [8]. Denn im nördlichen Teile des Landes läßt sich zwar eine gewisse tägliche Periodizität der Niederschläge erkennen, die im Sinne von Zenithal-Regen ausdeutbar ist, gerade hier finden sich aber auch Anzeichen eines jahreszeitlichen Windwechsels, die auf einen regen-bringenden Sommermonsum hinzuweisen scheinen. Umgekehrt fehlt im Süden des Landes eine tägliche Gewitter- und Regenperiode ebenso, wie ein auch nur angedeuteter jahreszeitlicher Windwechsel; dennoch sind die Niederschläge hier am reichhaltigsten. Eine Überlagerung von Wärme- und Monsunregen, wie sie *Troll* (1952) [12] andeutet, kann vielleicht für die nördlichsten Teile Abessiniens und für Erithrea eine Erklärung bieten. Die gleichzeitigen und offenbar doch den gleichen Grundbedingungen entstammenden Niederschläge des größten Teiles des Landes bleiben aber unerklärt.

Die Erwärmung des Landes als den maßgeblichen Faktor anzusehen, wie das vornehmlich durch *Sander* (1929) [9] geschehen ist, verbietet sich schon deshalb, weil die Regenzeit im Hochlande von Äthiopien eine kalte Jahreszeit ist. Das zeigt sich besonders an den täglichen Maxima der Lufttemperatur, die infolge der Strahlungsabschirmung durch die Wolkendecke generell weit unter den entsprechenden Maxima des Winters liegen. Nur die geringere nächtliche Auskühlung verhindert, daß der Sommer allgemein auch in den Mittelwerten als extrem kalte Jahreszeit erscheint (vgl. Tab. 1). Aus dem gleichen Grunde scheidet auch die Deutung der einzelnen Regenfälle als primär wärmebedingte Niederschläge aus. Viel eher würde der tägliche winterliche Gang der Tempe-

Tabelle 1

Mittlere monatliche Maxima und Minima der Lufttemperatur

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Dire Dawa, 1210 m, 1931–1937 (nach Fantoli)												
30,6	34,3	35,3	36,4	36,4	36,4	35,0	34,4	34,0	35,1	33,0	30,7	34,3
14,7	16,9	18,6	18,9	20,1	21,7	20,3	20,9	21,0	19,7	16,7	16,0	18,8
Harar, 1856 m, 1909–1918 (nach Fantoli)												
25,1	25,6	26,5	26,7	26,4	25,7	23,8	23,2	24,4	25,6	25,8	24,4	25,4
12,5	13,9	14,7	14,9	15,1	14,6	14,1	13,8	14,5	14,4	13,2	13,3	14,1
Cheren, 1460 m (nach Fantoli)												
28,9	30,0	32,1	34,0	34,7	33,6	28,9	27,5	30,5	31,6	29,7	29,2	30,9
13,6	14,0	15,3	17,6	18,5	18,2	17,2	17,0	16,2	16,1	15,2	14,2	16,1
Cássala, 530 m (nach Fantoli)												
34,5	35,9	38,9	41,0	41,2	39,7	34,8	31,5	36,3	39,2	37,9	35,1	37,2
16,4	16,5	19,2	22,8	24,6	24,9	23,1	22,4	23,0	23,5	21,0	18,0	21,3
Gambela, 410 m (nach Fantoli)												
36,8	35,5	38,4	36,7	33,6	31,6	30,4	30,5	31,5	33,0	34,4	35,4	34,0
17,7	19,2	21,4	21,9	21,5	20,8	20,4	20,2	20,4	19,9	19,1	18,5	20,1
Asmara, 2375 m (nach Fantoli)												
22,8	23,7	24,7	25,2	25,1	25,4	21,9	21,7	22,8	21,5	21,4	21,6	23,1
8,1	9,0	10,2	11,2	12,5	12,3	11,7	11,8	11,2	10,3	9,3	6,1	10,4
Asmara, 2375 m absolute Extreme (nach Fantoli)												
27,0	28,0	28,5	29,0	27,2	27,8	27,5	23,8	25,0	25,5	25,2	23,5	29,0
4,2	2,8	7,4	6,8	9,4	9,5	8,5	9,0	7,0	7,4	5,5	4,0	
Bahardar Ghiorgis, 1820 m, IV 1923 – III 1924, absolute Extreme (nach Fantoli)												
30,2	32,3	31,5	31,6	29,4	27,5	24,8	25,2	26,4	27,4	27,0	27,6	
3,9	2,9	7,7	10,2	11,9	11,1	12,3	11,5	10,5	7,5	8,0	4,4	
Addis Abeba, 2640 m (nach Fantoli)												
24,2	24,6	25,4	25,0	26,2	25,0	22,3	21,9	22,6	24,2	23,1	23,4	24,0
6,6	8,7	9,8	10,0	10,5	9,9	10,0	10,1	9,7	8,2	6,7	5,8	8,8
Massaua, 9 m (nach Tancredi)												
30,2	30,2	30,6	32,5	34,7	37,5	38,7	38,6	36,5	35,0	32,1	30,0	
22,5	23,0	24,1	25,8	28,0	29,6	31,6	31,4	29,9	28,2	25,2	23,2	
Ghinda, 962 m (nach Tancredi)												
22,2	22,7	23,4	28,0	31,3	34,8	34,1	31,6	31,5	29,5	26,8	23,5	
14,4	16,3	17,4	19,9	22,5	24,2	25,2	24,5	23,8	20,1	18,8	16,7	
Filfil, 820 m (nach Tancredi)												
25,7	24,6	27,5	30,4	35,4	40,4	36,9	34,7	34,3	33,9	30,3	26,6	
14,1	13,3	15,1	15,5	18,2	23,2	24,1	23,2	20,3	18,9	17,9	15,6	
Addi Ugri, 2022 m (nach Tancredi)												
26,0	27,4	29,5	29,5	28,8	27,5	23,6	23,0	25,4	26,7	25,7	25,3	
11,5	12,1	13,7	14,0	15,3	14,6	13,2	13,3	13,7	13,0	11,6	10,6	

raturen Anlaß zu Konvektionsregen geben müssen. Gerade diese Jahreszeit ist aber absolut trocken. Ganz allgemein gilt für Äthiopien, daß nicht die Niederschläge Folge der Temperaturen sind, wiewohl das eine oder andere sommerliche Gewitter durchaus konvektiv ausgelöst sein kann, sondern daß umgekehrt die Temperaturen durch die Niederschlagsverhältnisse bestimmt werden. Zwingend ergibt sich daraus, daß Sommerregen und Wintertrockenheit aus der unterschiedlichen Beschaffenheit oder unterschiedlichen Strömungsverhältnissen der Luftmassen im Hochlande resultieren.

Ein Versuch, die Strömung der Luft über Afrika in den verschiedenen Höhenzonen darzustellen, ist bereits von *Ekhart* (1941) [1] gemacht worden. Doch stimmt diese Darstellung mit den Beobachtungen innerhalb des Hochlandes nicht hinreichend überein, ganz abgesehen davon, daß die Strömung der Luft auch in Höhen dargestellt ist, in denen der äthiopische Hochlandsblock noch als geschlossene Masse auftritt, wo also weder eine Strömung noch überhaupt Luft vorhanden ist. Dagegen bieten die von italienischer Seite während der Kolonisations-Periode angestellten Beobachtungen, die *Fantoli* (1940) [2] unter Verwendung auch älteren Beobachtungsmaterials zugänglich gemacht hat,

eine gute Grundlage für einen solchen Versuch, um so mehr, als die mittlere Versetzung der Luftmassen (resultierender Wind) bereits von *Fantoli* selbst für die wichtigsten Punkte Äthiopiens dargestellt wurde. Die nachstehende Karte (siehe Abb. 4) ist dem Werk von *Fantoli* (1940) [2] entnommen, jedoch wurden Hochlands-Stationen (über 1800 m) und Tieflands-Stationen, d. h. die im Bereich der bodennahen Luftschichten gelegenen Bereiche, unterschieden.

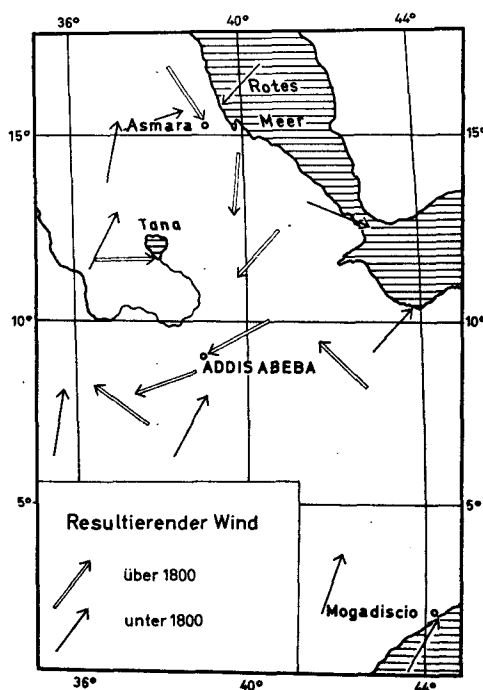


Abb. 4. Die Strömung der Luft über Äthiopien in den Sommermonaten VI, VII, VIII (nach *Fantoli*)

Die Strömung der Luft, ausgedrückt durch die Pfeile des mittleren Windes, zeigt im Hochlandsbereich für die Sommermonate (VI, VII, VIII) und damit für die Haupt-Regenzeit eine deutliche Konvergenz, deren Zentrum im Bereich des Tana-Beckens und südlich davon liegt. Längs des östlichen Hochlandsrandes strömt die Luft zunächst von NW, dann von N, NE und ENE auf das Zentrum im großen Nilbogen zu; am westlichen Hochlandsrande setzt sich das Strömungsbild sinngemäß mit einer SW-Strömung fort, um schließlich — Zwischenstationen fehlen — an der Südspitze des Tana-Sees in eine direkt westliche Strömung überzugehen. Anscheinend nimmt diese Konvergenz auch noch oberste Luftmassen aus dem SW-Monsun mit auf, wie die Station Harrar (Nordspitze der Somal-Tafel) andeutet. Die „Unterströmung“ dagegen umfließt das äthiopische Hochland allem Anschein nach in einem westlichen, etwa dem Tal des weißen Nils folgenden, und einem südöstlichen Zweig, der als Teil des indischen Sommer-Monsuns seit langem bekannt ist (vgl. Abb. 4).

Der Kern dieser Konvergenz deckt sich nun in so ausgezeichneter Weise mit den Kerngebieten des Sommer-Niederschlags in Äthiopien, daß allein diese Übereinstimmung den Schluß auf einen ursächlichen Zusammenhang gestattet. Aber auch die Wetterbeobachtungen aller Reisenden, aus denen die Vorherrschaft von Wetterabläufen zyklonalen oder frontalen Charakters im Süden Äthiopiens hervorgeht, stehen mit dem allgemeinen Bilde der Höhenströmung auf das beste im Einklang. Sie bringt dem südlichen Hochlande ausdauernde Wolkendecken mit Dauerregen beim Durchgang von Warmfronten, heftige Frontgewitter bei Kaltlufteinbrüchen und beim Durchgang von Kaltfronten. Ich habe selbst mehrfach im August und September 1953 ein solches, mir zunächst rätselhaftes zyklonales Wettergeschehen beobachtet und mußte meine ursprüngliche Ansicht, daß es sich um abnorme Verhältnisse des Jahres 1953 handle, revidieren, nachdem mir übereinstimmend von verschiedenen, langjährig im Süden des Landes lebenden Personen versichert worden war, daß eben dieses Wettergeschehen durchaus normal und typisch sei.

Selbstverständlich kann der resultierende Wind nicht das individuelle Wettergeschehen erklären, um so weniger, als er nur am südlichen und südöstlichen Rande des Hochlandes von Abessinien mit dem wirklichen Wind angenähert übereinstimmt. Im Norden des Landes, insbesondere in Erithrea, resultiert der mittlere Wind aus einem Wechsel vornehmlich westlicher bis nordwestlicher und vornehmlich östlicher bis nordöstlicher Winde (vgl. etwa die Windtabelle bei *Troll* 1952, S. 172) [12]. Diese Stationsbeobachtungen sind typisch für den ganzen nördlichen Hochlandsbereich, und sie gestatten eine zusätzliche Aussage über die Niederschlagsverhältnisse in Nordabessinien und Erithrea.

Während der Vorherrschaft der Winde aus westlichen Richtungen kommt es in erster Linie zu örtlichen Nachmittagsgewittern von deutlich konvektivem Typ. Offenbar sind diese Luftmassen verhältnismäßig labil; die tägliche Erwärmung reicht aus, Turbulenz und Niederschlag zu erzeugen. Das gleiche ist auch periodisch im Juni und im August der Fall, doch nimmt die Häufigkeit täglicher Wärmegewitter in diesen Monaten schon merklich ab. Eine auffällige Tatsache ist die obere Begrenzung dieser Wärmegewitter. Das Wettergeschehen ist oft ausgesprochen seicht; die Gewitterstürme steigen nur bis zu 3000–4000 m absoluter Höhe, d. h. also 1–2 km über die Hauptmasse des Hochlandes an. Nur ganz selten kommt es zur Durchbrechung einer allem Anschein nach auch sommers in dieser Höhe gelegenen Sperrschicht und dann allerdings zu bedeutenden Niederschlägen (vgl. Abb. 5). Mit dieser Wetterbeobachtung stimmt überein, daß im Sommer an Stelle der westlichen Winde des Hochflächenbereichs auf den höchsten Gipfeln Nordabessiniens schon östliche Winde zu beobachten sind. Die westliche Luftströmung hat also nur eine Mächtigkeit von 1–2 km; aber selbst in dieser Mächtigkeit ist sie keine kontinuierliche Erscheinung, sie wird auch im Juli/August selbst in 2,5 km Höhe, d. h. auf den Hochflächen selbst, des öfteren durch Ostwinde abgelöst, keilt dann also vollständig aus.

Die Existenz von Sperrschichten in Äthiopien läßt sich mit Hilfe des Stationsnetzes wahrscheinlich machen. Stellt man sämtliche Stationen, auf denen bisher Beobachtungen gemacht wurden, in Diagrammen zusammen, deren Abszisse die Mitteltemperatur des jeweiligen Monats, deren Ordinate

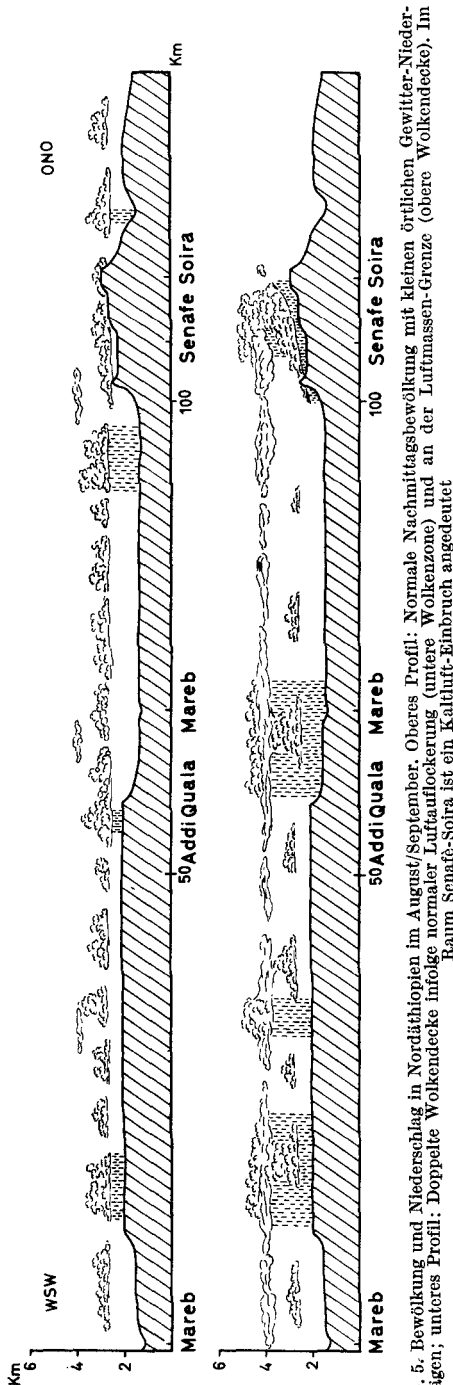


Abb. 5. Bewölkung und Niederschlag in Nordäthiopien im August/September. Oberes Profil: Normale Nachmittagsbewölkung mit kleinen örtlichen Gewitter-Niederschlägen; unteres Profil: Doppelte Wolkendecke infolge normaler Luftauflockerung (untere Wolkenzone) und an der Luftmassen-Grenze (obere Wolkendecke). Im Raum Senafé-Soira ist ein Kaltluft-Einbruch angedeutet

die Meereshöhe angibt (vgl. Abb. 6), so erkennt man auch im äthiopischen Hochlande, unabhängig von den selbständigen Klima-Provinzen Sudan und Rotmeer-Graben, mehrfache Inversionen, die erst im Laufe des Sommers verschwinden. Zwar betreffen diese Inversionen nur die Höhen bis 3 km, da höhere Stationen vollständig fehlen. Es liegt aber nahe, aus der Inversion in 2,5 km Höhe, die sich im Mai abzuzeichnen beginnt und die sich deutlicher im Juni in den Höhen zwischen 2,5 und 3 km Höhe ausprägt, auf eine ziemlich kräftige Inversion oberhalb 3 km Höhe im Juli/August zu extrapolieren.

Die Durchbrechung der Sperrschicht und die Auslösung besonders kräftiger Regenfälle könnte mit einer besonderen Mächtigkeit der westlichen Strömung zusammenhängen, innerhalb derer, infolge des kleineren Gradienten, durch konvektive Luftbewegungen wärmere Luft an die Sperrschicht herangeführt und diese damit örtlich aufgehoben wird. Die mehrfach beobachtete Tatsache, daß besonders hochgetürmte Gewitterwolken entgegen der auf den Hochflächen herrschenden schwachen Westströmung versetzt werden, also offenbar in eine höhere Ostströmung hineingeraten sind, würde auf diese Weise eine einfache Erklärung finden.

Zu Beginn und gegen Ende der Regenzeit kommt es in Nordabessinien wie in Erithrea häufig zu Niederschlägen bei scharfen, böigen Winden aus E bis ENE, die ganz den Charakter von Kaltlufteinbrüchen zeigen und kurze, heftige, dabei sehr kalte Regen- oder Hagelschauer mit sich bringen. Zu dieser Zeit, d. h. Ende August und im September, greift allem Anschein nach die an

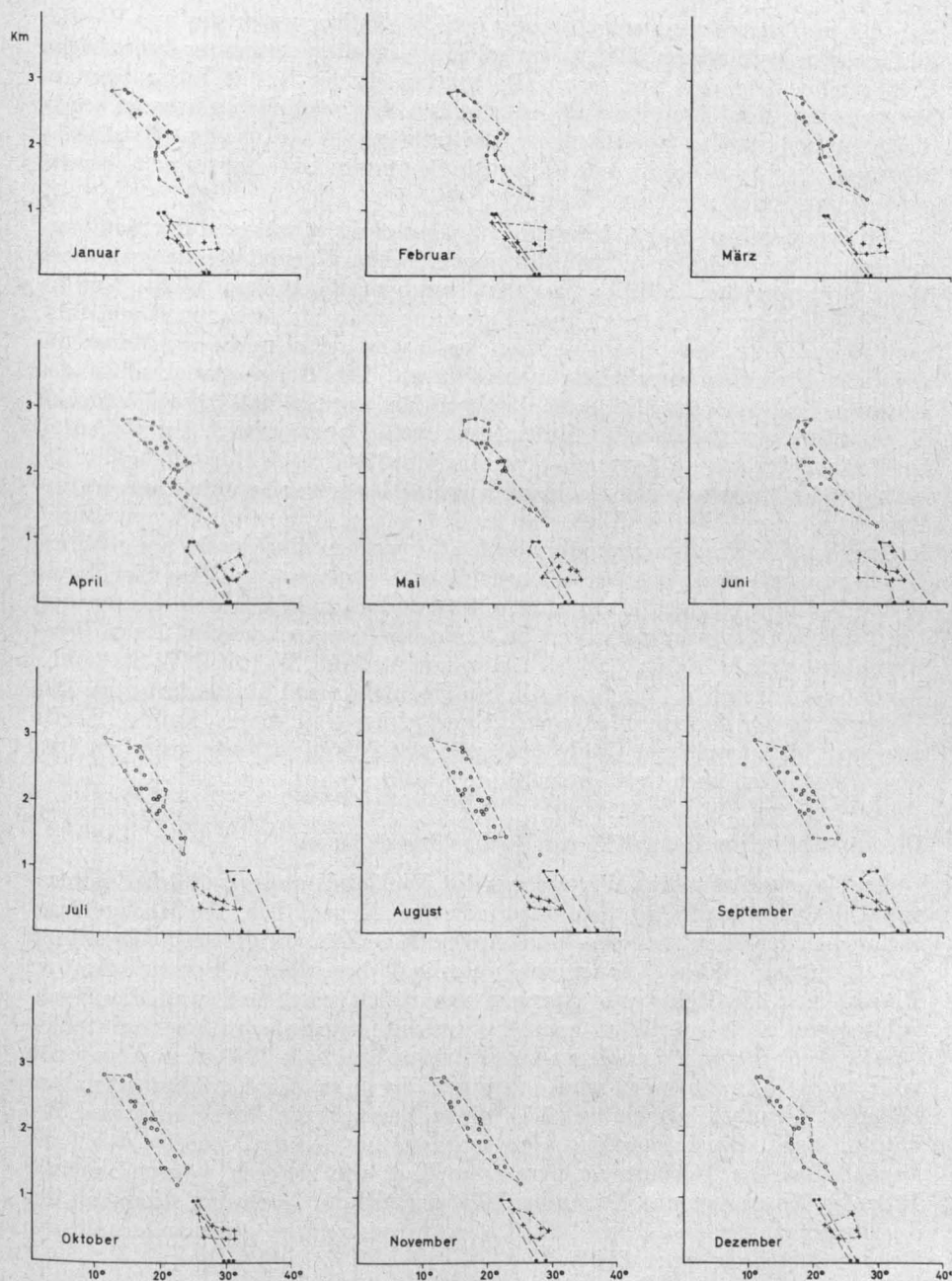


Abb. 6. Die Temperaturverhältnisse in Äthiopien, im westabessinisch-sudanesischen Tiefland und im Rotmeer-Graben. Kreise: Hochlands-Stationen einschl. der Talstationen im Hochlandsblock; Punkte: Stationen des Rotmeer-Grabens; Kreuze: Stationen westlich des Hochlandsabfalles und im Sudan

sich höhere Ostströmung schon wieder örtlich häufiger unter die aus Westen kommenden Luftmassen. Ob für ein solches Verhalten strömungsdynamische Erklärungen oder eine variierende Beschaffenheit der beiden Luftmassen in Betracht kommen, kann ich nicht entscheiden. Grundsätzlich gibt wohl schon das Aneinanderstoßen verschiedener Luftmassen, wie es aus den Windbeobachtungen insbesondere in Asmara für die Sommermonate hervorgeht, bereits genügenden Anlaß zur Verwirbelung.

Wie aus der Karte Abb. 4 hervorgeht, überschreitet während der Sommermonate die im westlichen Teile des abessinischen Hochlandes nachweisbare West-Strömung den östlichen Hochlandsrand im allgemeinen nicht. Nur im Juli könnte man mit einem dünnen Luftstrom über den östlichen Hochlandsrand in das Rote Meer hinein rechnen; doch wird selbst in diesem Monat die westliche Strömung regelmäßig unterbrochen. Die Sommertrockenheit des Rotmeer-Grabens kann also kaum damit erklärt werden, daß die am östlichen Hochlandsrande absteigenden Luftmassen weiter austrocknen. Im Gegenteil berührt mindestens im September, wo das Hochland noch Regenfälle hat, die normale Ost-Strömung den Hochlandsabfall. Überdies zeigen die Temperatur-Diagramme der Abb. 5 deutlich, daß im Juli wie im August die Temperaturen in der Rotmeer-Provinz gegenüber dem äthiopischen Hochlande um mehrere Grade zu warm sind. Würden sich erhebliche Luftmassen aus dem Hochlande in den Rotmeer-Graben bewegen, so müßte es dort zu labiler Schichtung und, bei den hohen Tagestemperaturen, zu Konvektionsregen kommen. Auch dieses Argument spricht dafür, daß sich die sommerliche W- bis NW-Strömung Nordabessiniens nicht über den östlichen Hochlandsrand hinaus fortsetzt. Das Übergreifen der Sommerniederschläge auf einen Teil dieses Randes dürfte anzeigen, bis zu welchem Grade sich äußerstenfalls die Grenze zwischen Ost- und Westwinden nach Osten verschiebt.

Die unperiodischen Regenfälle der Hochgebirgsregionen

Im Unterschied zu den Winterregen des Hochlandsrandes und den Sommerregen des Hochlandes ist den unperiodischen Regenfällen der Hochgebirgsregionen in der Literatur bisher keine Aufmerksamkeit gewidmet. Die Erfassung und Deutung dieses Phänomens unterliegt besonderen Schwierigkeiten: Einmal sind die Reisebeobachtungen wesentlich spärlicher, weil die Hochgebirgszone stets möglichst schnell durchheilt wurde; zum anderen fehlen Stationsbeobachtungen auch für kurze Fristen oberhalb 3000 m in Abessinien vollständig. Alle Aussagen sind daher mit einem großen Unsicherheitsfaktor behaftet. Dennoch scheint es nötig, einen Versuch zur Darstellung und Erklärung auch dieses Phänomens zu machen. Als Beispiel werden dabei die Verhältnisse des Hochsemiën herausgegriffen, wie sie sich während meiner Reise im November und Dezember 1953 darstellten. Nach den Aussagen der Landeseinwohner sind diese Verhältnisse für das ganze Jahr außerhalb der Regenzeit typisch (vgl. Abb. 7).

Über die Hochgipfel (4,0—4,6 km) weht fast ständig ein ziemlich scharfer Wind aus östlicher Richtung, während in den Tälern reliefbestimmte Winde vorherrschen. Dabei kommt es etwa 1000 m über den ausgedehnten Hochflächen, d. h. in etwa 4 km Höhe, täglich zu normaler Wolkenbildung infolge

Tabelle 2

Temperatur-Stationen Nordabessiniens, des Sudan und des Rotmeergrabens

			φ	λ	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr		
1	2960 m	Entschetkab	Juli—Sept. 1832								10,8	10,6	10,4					Dove	
2	2830 m	Let Marefia	1½ Jahre	9,37	39,54	13,0	13,9	14,3	15,1	17,0	18,5	16,0	15,2	15,1	14,9	12,9	11,8	14,8	Fantoli
3	2760 m	Magdala	2 Jahre	11,23	39,22	13,6	14,7	16,8	17,7	19,0	18,1	15,5	15,6	14,7	13,9	12,8	13,0	15,5	Hann
4	2640 m	Addis Abeba	12 Jahre	9,02	38,45	15,4	16,6	17,1	17,5	18,4	17,5	16,2	16,0	16,1	16,2	14,9	14,6	16,4	Fantoli
5	2563 m	Halai	März—April 1832	15,0					15,1	15,1			8,8	8,8				12,7	Dove
6	2450 m	Addis Abeba	5½ Jahre	9,0	38,0	14,6	16,4	17,1	17,3	17,2	16,7	15,6	15,3	15,4	15,3	14,1	13,3	15,7	Hann
7	2440 m	Addis Abeba	4 Jahre	9,02	38,14	15,2	15,1	16,4	16,4	17,9	15,2	13,7	14,0	14,3	15,7	15,3	14,3	15,3	Hann
8	2440 m	Senafé	März—Mai 1868	14,20				19,3	19,6	18,8									Dove
9	2372 m	Asmara	30 Jahre	15,20		15,5	16,4	17,4	18,2	18,8	16,8	16,7	17,0	15,9	14,2	14,9	16,7		Fantoli
10	2270 m	Gondar	1 Jahr 1769	12,30	37,20	20,0	20,6	21,9	23,4	21,6	17,8	15,4	14,8	16,9	17,4	18,7	19,4	19,0	Dove
11	2270 m	Gondar	1 Jahr-1832/33	12,30	37,20	19,4	20,0	22,1	22,7	20,8	18,9	16,9	17,0	19,4	19,0	18,6	17,6	19,2	Dove
12	2121 m	Gondar	2 Jahre	12,36	37,20	18,9	19,9	21,4	21,6	19,3	17,2	15,6	15,4	17,8	17,3	18,7	18,3	18,4	Fantoli
13	2022 m	Addi Ugri	9 Jahre	14,53	38,49	18,0	19,0	21,0	21,2	21,5	21,0	18,2	18,0	19,6	19,2	18,1	17,3	19,3	Hann
14	2022 m	Addi Ugri	10 Jahre	14,53	38,49	18,1	19,5	20,9	21,5	21,8	21,6	18,6	18,3	19,5	19,1	18,0	17,5	19,5	Fantoli
15	2045 m	Addi Quala	1 Jahr			20,9	18,9	19,5	21,0	21,7	22,4	19,0	19,6	18,8	18,4	16,7	17,7	19,5	Fantoli
16	1904 m	Gondar	2 Jahre	12,36	37,29	19,5	20,2	21,9	22,7	21,0	18,2	16,2	15,8	18,1	18,1	18,6	18,2	19,0	Hann
17	1900 m	Adua	Juni—Sept. 1842	14,15						21,8	19,8	19,1	18,8						Dove
18	1856 m	Harrar	2½ Jahre	9,42	42,30	17,7	18,5	19,8	19,6	18,8	18,4	17,5	17,4	17,6	17,8	17,3	16,7	18,1	Hann
19	1856 m	Harrar	10 Jahre	9,18	42,08	18,8	19,7	20,6	20,8	20,8	20,2	18,9	18,5	19,5	20,0	19,5	19,5	19,7	Fantoli
20	1820 m	Bahar Dar																	
		Giorgis	2 Jahre	11,36	37,25	17,7	18,5	20,0	20,9	20,2	18,4	18,7	18,4	18,1	17,9	18,4	16,4	18,6	Fantoli
21	1631 m	Chenafena	3—6 Jahre	14,48	39,01	20,3	21,0	22,7	22,7	23,0	22,7	20,1	20,3	22,1	21,9	20,8	19,9	21,5	Hann
22	1460 m	Keren	5—6 Jahre	15,47	38,29	18,3	19,2	21,9	23,4	25,6	25,8	20,6	18,9	19,6	19,9	21,3	18,6	20,8	Hann
23	1460 m	Cheren	1919—1937	15,47	38,29	21,3	22,0	23,7	25,8	26,6	25,9	23,0	22,3	23,4	23,9	22,5	21,7	23,5	Fantoli
24	1450 m	Keren	July—Okt. 1861	15,45								22,5	20,6	21,6	20,3				Dove
25	1210 m	Dire Dawa	1931—1937	9,37	41,51	22,6	25,6	27,0	27,6	28,3	29,0	27,7	27,6	27,5	27,4	24,9	23,3	26,5	Fantoli
26	962 m	Ghinda	4½ Jahre	17,56	39,06	18,3	19,6	20,5	24,0	26,9	29,4	29,6	28,1	28,3	24,9	22,0	20,2	24,4	Hann
27	962 m	Ghinda	1919/20	15,26	19,06	19,1	19,9	21,0	23,5	26,1	31,0	32,7	29,9	29,5	25,4	23,3	20,7	25,2	Fantoli
28	820 m	Fififi				20,4	19,2	21,8	23,1	25,5	31,5	30,6	28,9	27,1	26,3	23,9	21,0	24,9	Tancredi
29	762 m	Gallabat	1914—1923	12,48	36,10	26,4	27,6	29,6	31,0	29,9	26,6	24,4	24,1	24,5	25,8	26,4	26,0	26,9	Fantoli
30	585 m	El Obeid	3½ Jahre	13,11	30,14	19,8	21,5	24,2	28,0	30,0	29,4	26,7	26,3	27,2	27,8	25,4	21,7	25,7	Hann
31	530 m	Cassala	6 Jahre	15,31	36,23	21,0	23,2	26,6	30,3	32,0	30,4	27,7	27,4	29,3	29,5	28,4	23,0	27,1	Hann
32	500 m	Cassala	1914—1923	15,28	36,24	25,4	26,1	29,0	31,9	32,9	32,2	28,9	28,9	29,6	31,2	29,4	26,6	29,3	Fantoli
33	410 m	Gambela	1914—1923	8,15	34,35	27,2	27,4	29,9	29,3	27,6	26,2	25,4	26,0	26,0	26,5	26,8	27,0	27,1	Fantoli
34	383 m	Duelm	3—4 Jahre	13,59	32,20	22,2	23,5	25,6	29,5	31,5	31,4	28,8	28,2	29,5	30,0	27,4	23,8	27,7	Hann
35	383 m	Khartum	6½ Jahre	15,38	32,33	21,9	24,2	26,9	30,4	33,4	33,2	31,3	30,7	31,4	31,2	27,8	23,8	28,8	Hann
36	9 m	Massaua	16½ Jahre	15,36	37,26	25,9	26,0	27,3	29,2	31,0	33,8	35,2	34,6	33,0	30,7	28,8	26,8	30,2	Hann
37	6 m	Gibuti		11,35	40,55	25,3	26,0	27,6	29,3	32,3	37,3	37,1	36,4	34,6	29,9	27,4	25,8	30,7	Fantoli
38	3 m	Zeila	3 Jahre	11,22	43,21	26,0	26,4	27,1	29,5	31,0	31,5	31,8	33,1	32,6	30,2	28,9	25,8	29,5	Hann
39	0 m	Om Nocra				26,6	26,5	28,0	32,7	32,3	32,7	32,8	32,9	33,3	32,2	30,0	27,1	30,6	Tancredi

Über Witterung und Klima in Abessinien

der Luftauflockerung mit der Erwärmung des Hochlandes. Ein gleichgeartetes Wolkenstockwerk liegt nördlich des Hochlandsabfalles gegen den Takazzè oberhalb 3 km Höhe, d. h. wiederum rund 1000 m über den ausgedehnten, dort in rund 2000 m Höhe gelegenen Hochflächen. Äthiopien weist also während der Wintermonate normalerweise drei völlig getrennte Wolkenstockwerke auf: Das unterste im Rotmeer-Graben in 1–2 km, das mittlere über dem nördlichen Hochlande in 3–4 km und ein oberstes über dem Semièn-Hochland in 4–5 km Höhe. Keines dieser Stockwerke geht in das nächsthöhere über. Auch am Nordrande des Semièn treiben einzelne Cumulus-Wolken von den vorgelagerten Tsellemti-Hochflächen her gelegentlich gegen den Rand und treten als Nebelschwaden in das Hochland ein: Die Verhältnisse sind insofern den Bedingungen am östlichen Hochlandsrande vergleichbar. Doch streicht die Hauptströmung im wesentlichen parallel zum Semièn-Nordrand, so daß das Nebel-Phänomen weniger eindrucksvoll, regelmäßig und geschlossen auftritt als am Rande des Rotmeer-Grabens. Dennoch finden sich Andeutungen eines Nebelwaldes mit flechtenbehangenen Erika-Bäumen auch in dieser nordexponierten Randstufe des Hochsemièn in Höhen zwischen 3–3,5 km.

Die eigentliche Nebelwaldzone mit dichten Beständen von *Erica arborea*, von deren Ästen und Zweigen lange Flechten-Bärte herunterhängen, stellt sich erst an den über das eigentliche Semièn-Hochland aufragenden Hochgipfeln ein und bildet, zumeist zwischen 3,6 und 3,8 km Höhe, einen Saum, der allerdings vielfach durch die Einwirkung des wirtschaftenden Menschen unterbrochen ist. Die Nebelwirkung selbst geht noch wesentlich weiter in die Höhe und erreicht ihre bedeutendste Ausdehnung im Bereich der Hänge, Wände und Hochflächen um 4 km Höhe in einer Zone, die durch die Vorherrschaft der Riesenlobelie und durch das Auftreten weiter, anmooriger Flächen gekennzeichnet ist. Schon in dieser Zone fällt an Stelle des Regens häufig körniger Hochschnee, seltener flockiger Schnee, der bei den niedrigen Temperaturen auch außerhalb der Regenzeit des öfteren tagelang andauern kann, obgleich er von Anfang an kaum irgendwo eine geschlossene Decke bildet.

Die Zone des Nebelwaldes findet sich sowohl im Luv wie im Lee des ganzjährig herrschenden Ostwindes. Im Dezember 1953 beobachtete ich regelmäßig, daß bei ziemlich scharfem Ostwind in der Höhenregion allseitig Nebelbänke die Hänge der Hochgipfel hinaufkrochen, sich in der Kamm- und Gipfelregion vereinigten, gelegentlich und kurzfristig steil über die Gipfel emporschossen, um dann mit dem Ostwind in einzelnen Fetzen nach Westen fortgeführt und aufgelöst zu werden. Diese Wetterlage ist offenbar mindestens für den Winter normal, denn die Eingeborenen rieten dazu, den Dedjen möglichst früh zu besteigen, weil bereits kurz vor Mittag — wie wir beobachteten gegen 11 Uhr — der Berggipfel von Wolken verhüllt ist. Normalerweise geht der zunächst tropfende Niederschlag im Laufe des Vormittags in einen feinen Nieselregen über; gegen 16 Uhr kommt es häufig zu Gewitterniederschlägen mit Hagelschauern, doch scheinen die Hagelfälle mehr auf die Höhenzone unter 3800 m beschränkt. Gegen Abend lösen sich die Wolken normalerweise auf; spätestens kurz nach Mitternacht herrscht sternenklarer Himmel, und es kommt bei ungehinderter Ausstrahlung zu empfindlichen Nachtfrosten, die schon in 3800 m Höhe — 8° C erreichen.

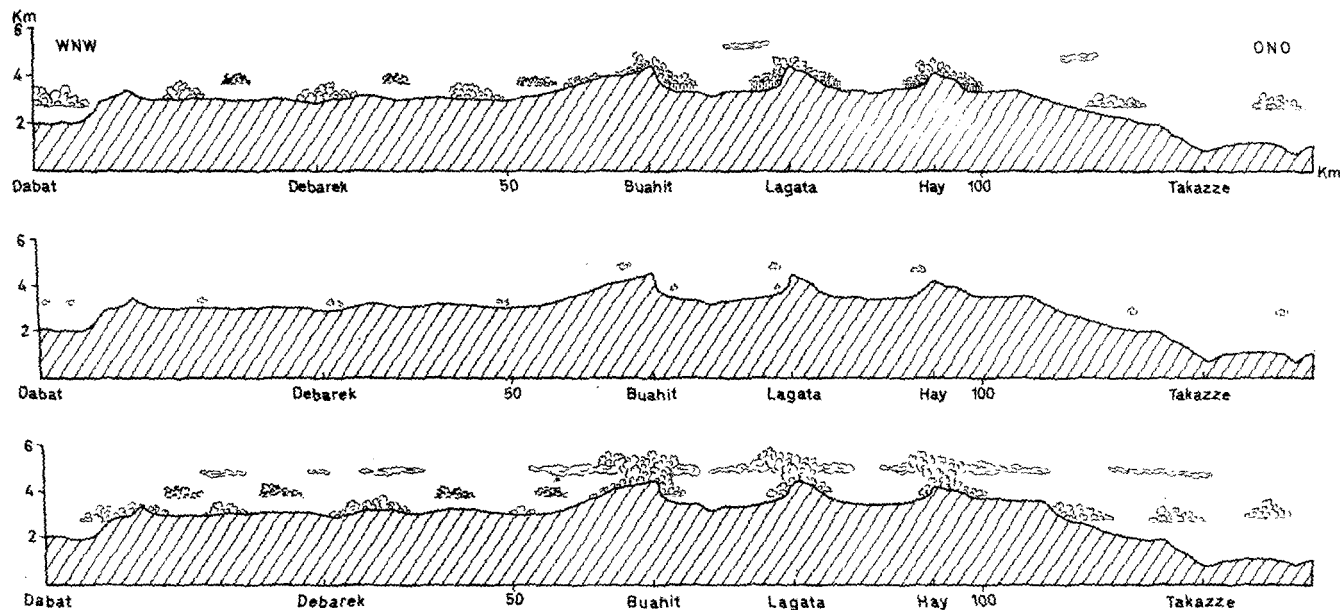


Abb. 7. Bewölkung und Niederschlag im Hochseimien während der Wintermonate nach Beobachtungen im Dezember 1953. Oberes Profil: Mittägliche Auflockerungs-Bewölkung über dem Hochlande; hinter dem Hochlandsrande oberste Wolkenköpfe des Wolkenstockwerkes über dem Tselmeti-Hochlande. Mittleres Profil: Abendliche Wolkenzerteilung. Unteres Profil: Mittägliche Auflockerungs-Bewölkung über dem Hochlande, Wolkenköpfe hinter dem Hochlandsrande, zusätzlich in etwa 5 km Höhe Wolkendecke, die in der Umgebung der Hochgipfel mit der Wolkenzone um die Gipfel verschmilzt

Die Cumulus-Bildungen über den Hochflächen des Semiën sind offenbar die normale Folge der Luftauflockerung mit der täglichen Erwärmung. Daß die Wolkenstockwerke so unvermittelt in verschiedenen Höhen nebeneinander liegen, ist eine Folge der besonderen Reliefverhältnisse, fällt doch die Semiën-Randstufe 1,5–2 km tief unvermittelt nach Norden hin ab. Die Hochgipfel, die ihrerseits wieder die Semiën-Hochflächen überragen, liegen in der normalen Kondensationszone. Insofern ist die Nebelbildung an den Hängen zunächst anscheinend nichts anderes als die Nebelbildungen etwa an der Semiën-Randstufe. Dieser normale Vorgang erfährt aber offensichtlich eine Verstärkung durch eine allgemeine Strömungs-Dynamik, wie sie bereits von Klute (1912) [6] für den Kilimandscharo dargestellt worden ist:

Beim Überströmen der vornehmlich N-S-gestreckten Hochgipfel wird die Ostströmung im Querschnitt eingeengt. Es kommt zur Beschleunigung der Strömung. Diese Beschleunigung ist in der Paßregion insbesondere am Buahit direkt beobachtbar. Die beschleunigte Strömung reißt Teile der unterlagernden Luftmassen mit sich und erzeugt einen hangaufwärts gerichteten Sekundärwind, der Anlaß zu verstärkter Kondensation gibt (vgl. Abb. 6). Bei fort-dauernder Erwärmung, verstärkter Auflockerung und nachlassender Windgeschwindigkeit kann die Kombination von Konvektion und Advektion zu stärkerer Turbulenz und zum Aufschießen von Gewitterwolken führen. Die deutlich erkennbare obere Grenze dieses Wettergeschehens deutet dabei wieder an, daß der „Urpasat“ auch in sich noch stabil geschichtet ist und daß mehr oder minder ausgeprägte Sperrzonen vorhanden sind.

Schwierigkeiten macht bei einer solchen strömungsdynamischen Erklärung die nächtliche Auflösung der Wolkendecke. Denn bei der Schrumpfung der Luft infolge der Abkühlung müßten die Stromlinien des Urpasats näher an die Berge herangezogen und die Saugwirkung dementsprechend verstärkt werden. Statt dessen treten nachts sogar hangabwärts gerichtete Fallwinde auf, die die Nebelbänke an den Berghängen auflösen, wie das auch schon vom Kilimandscharo bekannt ist. Die tägliche Erwärmung wie die nächtliche Abkühlung spielen also offenbar die entscheidende Rolle, und den strömungsdynamischen Verhältnissen kommt nur eine modifizierende bzw. verstärkende Bedeutung zu. Die Verhältnisse liegen insofern in der Höhenregion Hoch-semiëns gerade umgekehrt wie an der Randstufe Abessinien, wo die Strömungsdynamik der primäre und die thermischen Verhältnisse nur ein modifizierender Faktor sind. Andererseits läßt die erhebliche Vermehrung des Niederschlages und der Gewitter im Bereich der Hochgipfel doch wieder erkennen, daß den Reliefverhältnissen wesentliche Bedeutung zukommt, indem sie offenbar den allgemeinen Bedingungen gerade soviel hinzufügen, daß der Schwellenwert zur Auslösung von Gewittern und Niederschlägen überschritten wird.

Zusammenfassung und Schluß

Auf Grund eigener Reiseerfahrungen und Wetterbeobachtungen in Äthiopien werden die Vorstellungen über die Ursachen der Winterregen des östlichen Hochlandsabfalles, der Sommerregen im Hochlandsbereich und der unperiodischen Niederschläge der Hochregionen überprüft. In Kombination von Feld- und Stationsbeobachtungen werden neue Vorstellungen entwickelt. Im Winter

liegt eine E- bis ENE-Strömung, die den Rotmeer-Graben in Höhen oberhalb 2 km quert, dem Hochlande unmittelbar auf. Als quasi-laminare Strömung erzeugt dieser „Urpasat“ am östlichen Hochlandsrande einen Sog, durch den die normale Wolkenbildung in der Grundsicht des Roten Meeres verstärkt und diese Wolken an, zeitweilig auch auf das Hochland heraufgezogen werden. Im Sommer zeigen die resultierenden Winde im Hochlande eine Konvergenz, deren Kern im großen Nilbogen liegt. Das Zusammentreffen verschiedener Luftmassen erscheint als Hauptursache der Sommerniederschläge. Zusätzlich treten im Norden Abessiniens Konvektions-Regen innerhalb einer seichten westlichen Strömung auf, die sich unter den in größere Höhen zurückweichenden „Urpasat“ schiebt. Im Mittel des Sommers erreicht diese Strömung den östlichen Hochlandsrand nicht. Sie wird vielmehr durch den „Urpasat“ aufgearbeitet und verwirbelt, insbesondere im September im Hochlande mit kaltfrontartigen Wetterlagen, sobald die Ostströmung zeitweilig und örtlich unter die aus Westen kommenden Luftmassen greift. Im Süden des Landes ist das Wettergeschehen während des ganzen Sommers vornehmlich im Sinne durchziehender Fronten und Zyklonen gestaltet. Nur in den Hochregionen liegt mit den unperiodischen Regenfällen ein vornehmlich thermodynamisch bestimmtes System lokaler Gebirgswinde vor, das strömungsdynamisch modifiziert und verstärkt wird.

Literaturauswahl

- [1] *Ekhart, E.*: Die Strömung der Luft über Afrika. — Forsch. u. Erfahr.-Ber., Reichswetterdienst, A 10, 1941.
- [2] *Fantoli, A.*: Elementi preliminari del Clima dell'Etiopia. Firenze 1940.
- [3] *Flohn, H.*: Neue Anschauungen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und ihre klimatische Bedeutung. — Erdkunde IV, Heft 3/4, 1950, S. 141–162.
- [4] *Hann, J.*: Handbuch der Klimatologie. 3. A. Stuttgart 1908/11.
- [5] *Jaeger, F.*: Veränderungen der Kilimandscharogletscher. — Z. f. Gletscherkunde 19, 4–5, 1931.
- [6] *Klute, F.*: Ergebnisse der Forschungen am Kilimandscharo 1912. Berlin 1920.
- [7] *Nordmann, R.*: Das Klima von Abessinien. — Diss. Marburg 1888.
- [8] *Rathjens, C. sen.*: Beiträge zur Landeskunde von Abessinien. — Mitt. d. Geograph. Ges. München, S.A., München 1911.
- [9] *Sander, E.*: Das Hochland von Abessinien. Heidelberg 1929.
- [10] *Schick, M.*: Die geographische Verbreitung des Monsuns. — Nova Acta Leopoldina, N.F. Nr. 112, B. 16, 1953, S. 127–257.
- [11] *Schneider-Carius, K.*: Klimazonen und Vegetationsgürtel in tropischen und subtropischen Gebirgen. — Erdkunde II, Heft 4–6, 1948, S. 303–313.
- [12] *Troll, C.*: Die Lokalwinde der Tropengebirge und ihr Einfluß auf Niederschlag und Vegetation. — Bonner Geograph. Abhandlungen 9, 1952, S. 124–182.
- [13] *Wien, C.*: Klimatographische Witterungsschilderung Nr. 40. Eritrea. — Annalen d. Hydrographie u. maritim. Meteorologie 1935, S. 287–289.